

大気大循環モデルでのチベット高原付近の大気の流れ*

住 明 正**

要 旨

大規模山岳の大気に及ぼす影響を調べるため、National Center for Atmospheric Research の第2世代のモデルを用いて行なわれた、1月の simulation の30日間の data を用いて、チベット高原付近の流れについて調べてみた。

National Meteorological Center の客観解析値を用いて得られた結果 (Murakami, 1981) と比較してみると、mechanical な下層の境界条件、 $W_s = V_s \cdot \rho H$ は、シミュレーションの中でも、少なくとも定性的には、現実と大差なく、実現されていることが分かった。しかしながら、観測値では、山の上層に顕著に見出される弱風域が、シミュレーションでは、山の下流域のごく一部を除いて見出されず、山の影響の上層への伝わり方に大きな差異がある可能性が示された。

山の付近の温度場についても、観測値は、山の下流域で、下層で冷たく、上層で暖かく、下降流であるのに対し、simulation では下層で暖かく、上層で冷たく上昇流であった。又、transient heat flux は、simulation では、観測値の 1/4 程度ではあったが、観測値と同じ符号を示した。

これらの simulation の悪さについては、いろいろの理由が考えられるが、1つは、heat の与え方 (例えば、対流のパラメタリゼーションの効果の問題) などの熱的な問題であり、他方では、mechanical な下層の境界条件を適切に、上層の自由大気に伝えてゆく機構などについて考えてゆくことが必要であると思われる。

1. はじめに

大気大循環に及ぼす大規模山岳の影響の重要性については、古くから指摘されて来た。山岳の大気大循環に及ぼす影響を理解することは、大気力学という側面のみならず、例えば、山岳の風下側での cyclogenesis や、超長波のふるまいなどにみられるように、日々の子報や、週間予報の改善にとっても重要な役割を果たすと思われる。これらの山岳の大気に及ぼす影響についての review は、Kasahara (1979) にあるので、興味のある読者は参照されたい。

地形の大気に対する影響を、下端の境界条件をどのようにモデル大気に導入するか、という形で定式化出来るとすれば、Phillips (1957) の σ -系の導入により、差分

に伴う水平・垂直の切断誤差を除けば、原理的には、地形の影響をモデルに組み入れることに成功したと云える。しかしながら現実には、問題はそれ程簡単ではなく、 σ -系を採用している。気象庁予報部電子計算室の北半球モデルにしても、冬期、チベット山塊の下流域の下層に、しばしば異常な昇温域が現われ、日々の子報の重大な障害となっている (Masuda, 1978)。

この異常な昇温域の出現は、もし山の影響が正しく反映されていないとするならば、山の影響がモデルの中では、境界条件として「適切に入っているはず」にも拘わらず、それが現実の大気に対して働いているようには、モデルの中では適切に働いていないということを意味していることになる。それでは、山の影響は、原理的には σ -系によって導入されているのに (少なくとも、原理的には間違いのないように思われるのに)、何故、異常な昇温域が出て来るのであろうか? 或いは、何かしらの忘れていた効果 (例えば、境界層の効果など) があり、その欠落により、下端の境界条件が、上層の自由大気に充

* Airflow around the Tibetan Plateau in the General Circulation Model.

** Akimasa Sumi, 気象庁予報部電子計算室.

—1980年12月8日受領—

—1981年5月18日受理—

分反映されていないのであろうか？ 或いは、初期条件の与え方が悪いのであろうか？

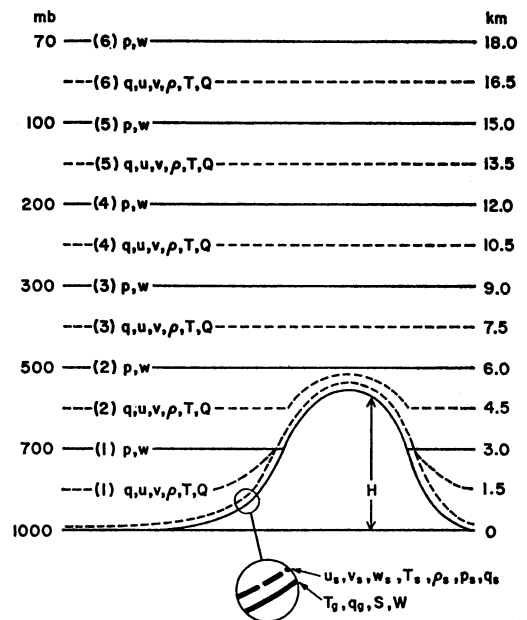
この問題の解決に向かって、大別して2つの側面からの approach がなされたように思われる。1つは、 σ -系での、空間差分に伴う切断誤差や、 p -系から σ -系への interpolation の誤差(Sundquist, 1976) にその原因を求めるものであった。特に問題の多いとされていた、 σ -系での気圧傾度力についての差分の精度については、Nakamura (1978) により詳細に調べられた。しかしながら、その結論によっても電計室の経験でも、この差分の誤差によって、先に述べたような下層の異常な昇温が引き起こされているわけではなく、その原因は、別のところに求められなければならないと思われる。

もう1つの approach は、initialization に問題があるとするものである。従来の initialization は、山の存在を無視した指定気圧面での高度場から、バランス方程式と準地衡風の ω -方程式とにより得られた風を、 σ -面に変換するという手続きを踏んで行なわれていた。それ故に、本来ならば、風が山をまわって吹いているのに、山の存在を考えない initialization のために、山を乗り越えるような風が与えられてしまい、それにより異常な昇温が引き起こされるというのである。(ここで注意が必要なのは、現実の大気である以上、大気は必ずバランスしているわけで、ただ問題なのは、従来のバランス eqs. が、山の周囲の大気の状態を記述するのに充分であるか、例えば、friction の影響などは無視出来るか、等という点である。) この approach に基づいて、経験的には、少なくともヒマラヤについては、風は相当程度山をまわっていると考えられるので、山をまわる風を与えるように、高度場に修正を加えながら、バランス方程式を解こうとする試みが、Kondo and Nitta (1979) によりなされた。この試みは、興味ある効果を与えたけれども、大部分の風が山をまわって吹いているとしても、山を越えて流れている成分もあり、完全に風を山に沿わせることが妥当な仮定かどうか、検討が必要のように思われる。更に、風を山に沿わせるように人為的に高度場を修正することは、原理的には、観測誤差の範囲でのみ許されることであり、観測誤差を越える修正が不可欠ならば、それは、寧ろ我々の使用している方程式が不十分なことを意味するようと思われる。

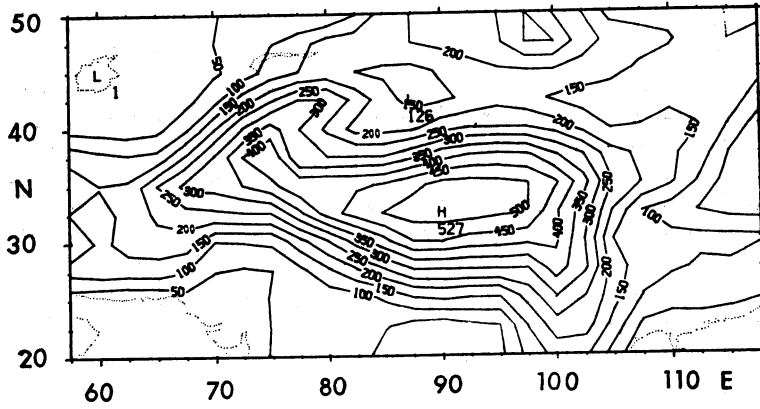
最近になり、Bauer (1977) や Machenhauer (1977) らにより、non-linear Normal Mode Initialization (n-NMI) technique という新しい initialization の方法が

提案され、Daley (1979) による multi-level primitive spectral model への応用、Temperton and Williamson (1979) による multi-level primitive grid point model への応用を通して、その有効性が確立され、現在、各地のセンターで、ルーチンに採用されるまでに至っている。しかしながら、残された問題は、山の付近での修正値が、例えば 100mb で、風で 10m/s、高度で 160m にも及ぶことである (Daley, 1979)。更に、計算機の制約から、normal mode は global で定義されざるを得ず、又、山の存在を考慮して、 σ -系で normal mode を定義しても、normal mode 自体に顕著な変化は見られない。この意味でも、n-NMI の regional model に対する応用は、今後の課題である。

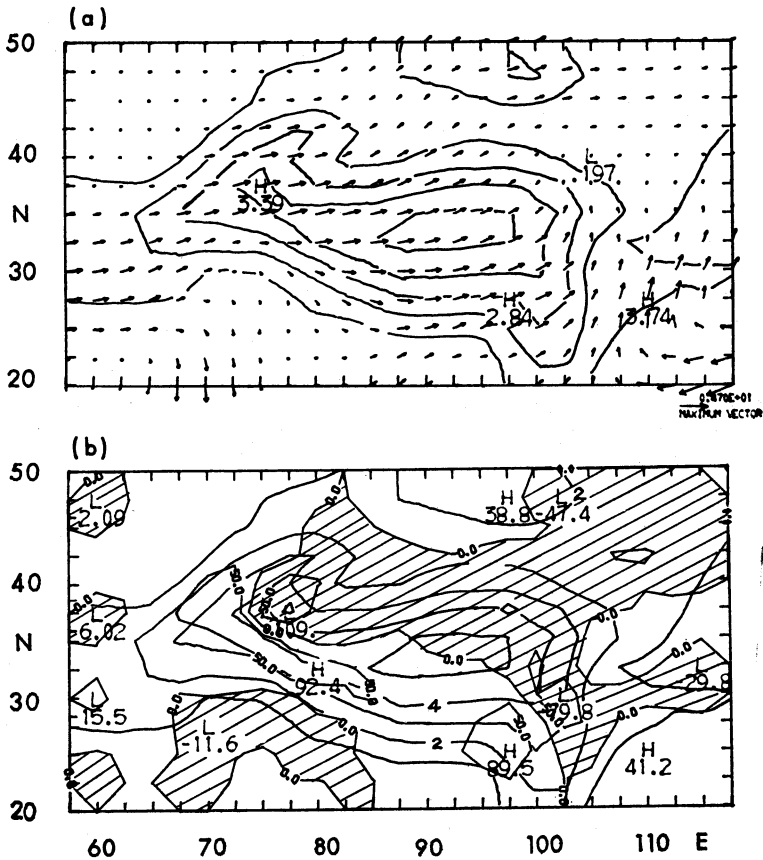
これに対し、Kasahara (1980) は、regional model に対して提案された bounded derivative (Browning, Kasahara and Kreiss, 1980) の考え方を応用して、山の周りの initialization を行うことを提案している。この bounded derivative と、他の initialization (準地衡風理論や、n-NMI など) との関連については、未だ明らかになっていないとはいえないが、Leith (1980) により明らかにされた n-NMI と準地衡風理論との関連の如く、もし、bounded derivative method が有効に働けば、これらの initialization 相互を結びつける何らか



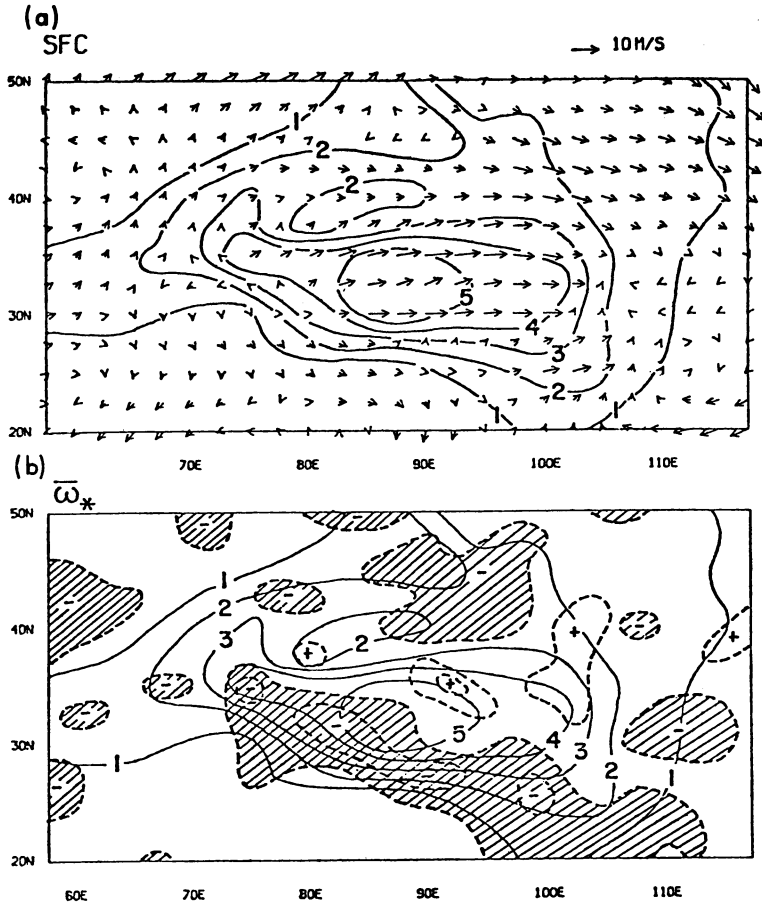
第1図 NCAR の6層モデルの垂直方向の grid の構造。境界層は拡大されている。



第2図 モデルに採用された地形. 単位は10m.



第3図 (a) Simulation での平均の地上風 (m/s).
 (b) 地上での上昇流 (単位は 0.01 cm/sec). 下降流は斜線で示される. 地形は 1 km 毎である.



第4図 (a) Observation による地上風 (m/s) (Murakami, 1980). 地形は 1km 毎である.
 (b) 地上での上昇流 (10^{-3} mb/sec). 第3図(b)とは座標系が異なるので斜線域は上
 昇流を表していることに注意.

の理論的な関連が存在していなければならないように思われる。

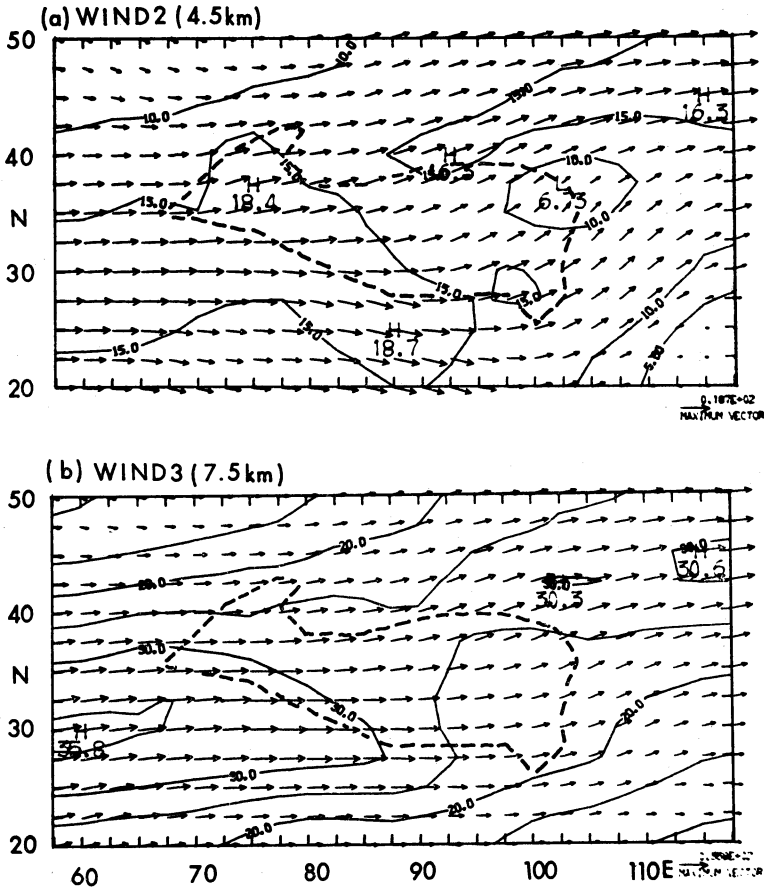
このように、山の存在を考慮した initialization というのは、最近の topic の1つであるが、その問題を考える前に、山の周囲で実際に大気がどのように流れているのか、山が大気に及ぼす影響は、実際にはどの程度のものなのかを知る必要がある。これらの点に関する observational study が、FGGE の開始に伴う観測網の強化を背景に、Murakami (1980) により精力的に行なわれた。しかしながら、現在の synoptic な観測網からは、前述したような「どの程度の風が山を越えているのか」などという点については、明確な答えを引き出すことは、ほとんど不可能と云っても良い。そこで、現在、我

々が持っているモデル大気—大気大循環モデルによる simulation—を用いて、大気への山岳の影響を研究することが、意味を持って来る。

このような観点から、NCAR の version 2 による冬の case の simulation の data を用いて、山岳、特にチベット高原のまわりの流れについて調べてみたので、結果を報告してみたい。

2. モデル及び Simulation data について

NCAR の GCM (Global Circulation Model) については、Kasahara and Washington (1971) や Washington and Williamson (1977) などに詳しい説明があるが、便宜のために簡単にその特徴をまともてみるこ



第5図 (a) Simulation の平均風 (V_2). isotch は 5 m/s 毎。
 (b) 同, V_3 .

にする。

ここで使用したのは、いわゆる第2世代のGCMで、座標系は、水平には 2.5° の緯度・経度格子、垂直にはz系、6層で、層の厚さは3kmである(第1図)。物理過程は、Convective adjustment, radiational process, hydrological processなどが含まれている(Washington and Daggupaty, 1975)。

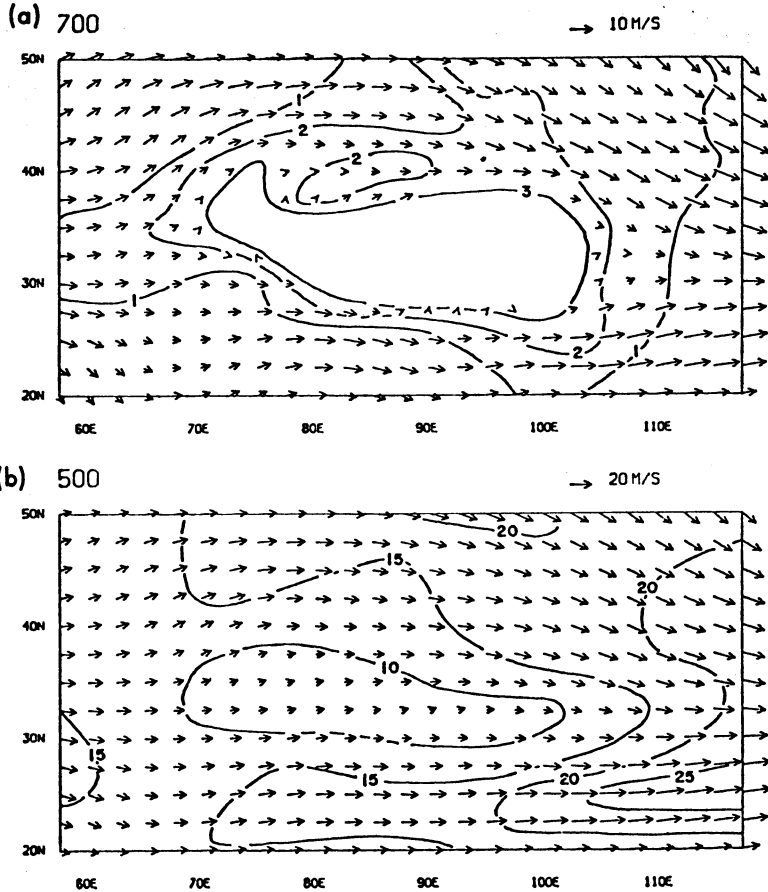
Simulationは、1月の平均の日射を与えて、静止大気から積分を開始し、91日目から120日目までのデータを、一応1月のsimulationとして採用している。これらのsimulation dataを用いた夏のモンスーンについての研究は、Washington and Daggupaty (1975)に、冬のモンスーンについては、Washington (1976)

に報告されている。このシミュレーションのglobalな性質については、これらの論文を参照してもらいたい。

本論の焦点は、チベット高原付近の流れを調べることにあるので、これらのsimulation dataから、Murakami (1981)のobservational studyとの比較のために、同じ領域($50^\circ\text{N}-20^\circ\text{N}$, $57.5^\circ\text{E}-117.5^\circ\text{E}$)をとり出した。この領域でのモデルに用いられた地形(H)を第2図に示す。

3. 山の周囲の平均的な流れ

最初に、前節で述べた30日間($T=91$ から $T=120$ まで)のsimulation dataをこの期間について平均した結果を示す。



第6図 (a) observation の 700mb の平均風 (m/s),
(b) 同, 500 mb.

第3図(a),(b)は、それぞれ simulation data による地風上 (V_s) と、地表面での上昇流 ($W_s = V_s \cdot \nabla H$) である。これに対応する observation を第4図(a),(b)にのせる(本稿で observation と呼ぶものは、Murakami (1980) の結果を意味する)。両者の比較から、下層の境界条件としての風の場について、次の様なことがわかる。

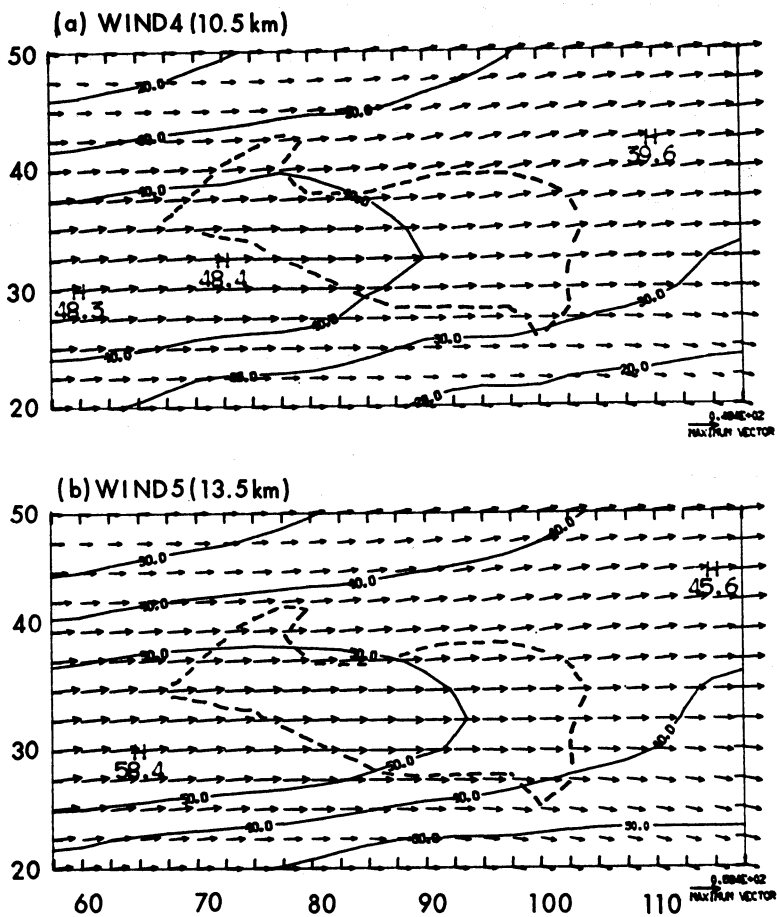
まず第1に、チベット高原の風下側にかけては simulation の方が observation に比べて風速が弱く、一方風上側では、simulation の方が強くなっていることである。しかしながら、simulation の場合は、anemometer level (地上 10m) の風ということであり、observation study の場合は、NMC の standard level の風から内挿して求めたものであり、定義からして異なるところが

あり、この程度の違いはやむを得ないと思われる。全体の流れの場から気づくことは、山の西側 (40°N , 70°E 付近) で、observation study では、明瞭に山の北側へ迂廻してゆく流れを示しているのに対し、simulation では、山を越えて流れていることである。その結果、地表の上昇流 (W_s) であっても、同じ場所で、simulation では上昇流、observation では下降流となっている。

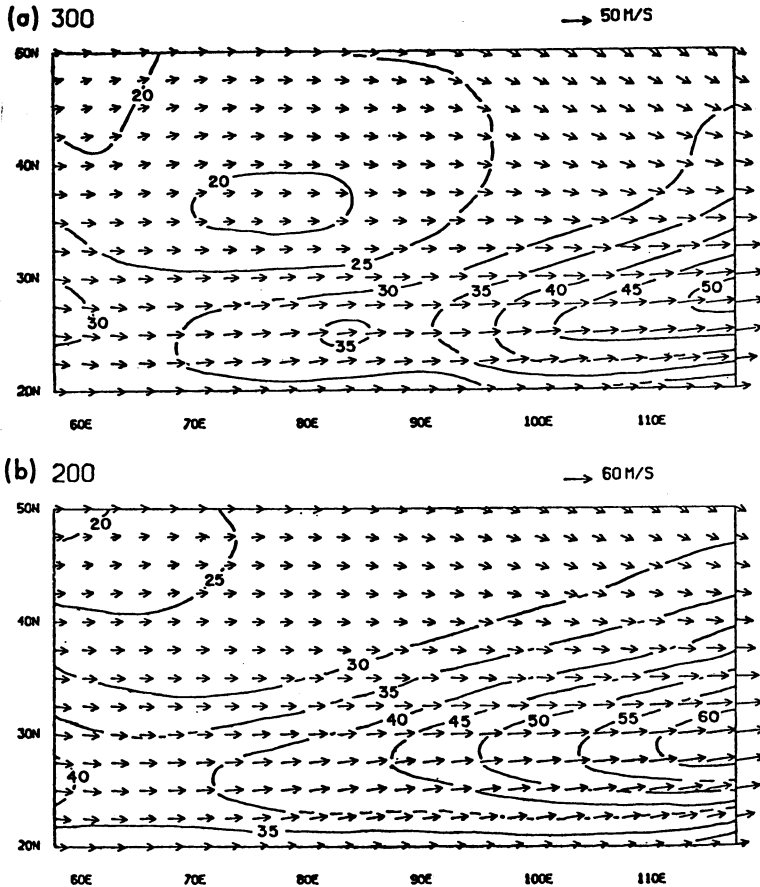
第2に、中国北部から、ソ連南部にかけて (40°N 以北, $100-117.5^\circ\text{E}$)、observation では比較的強い北西流が認められるのに対し、simulation の場合には、この地域が全くの弱風域で、風向も西風か、若干の弱い北分を持つ風が吹いている。それと同時に、チベット高原の風下側に強い南風が吹いている。つまり、observa-

Z (km)	N	v/vg	σ
0.0 - 0.5	42	0.99	0.45
0.5 - 1.0	109	1.08	0.81
1.0 - 1.5	102	1.01	0.83
1.5 - 2.0	7	1.02	0.12
2.0 - 2.5	35	0.98	0.28
2.5 - 3.0	51	1.00	0.16
3.0 - 3.5	58	0.94	0.11
3.5 - 4.0	36	0.99	0.13
4.0 - 4.5	66	0.99	0.14
4.5 - 5.0	7	0.89	0.05

第1表 Simulation での地衝風と風との比.



第7図 (a) simulation の V_4 , (b) V_5 . 単位は m/s.



第8図 (a) 300 mb, (b) 200 mb. 図6の説明を参照のこと.

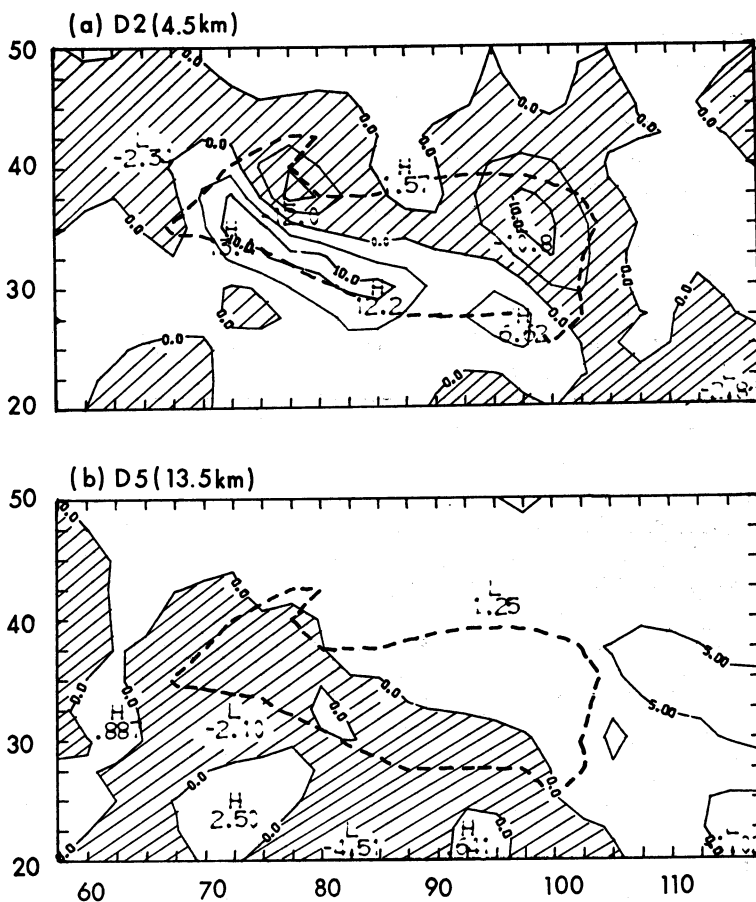
tionでは、寒気が南に下がっているのに対し、simulationでは、そのような流れが再現されていないということである。

第3に、チベット高原の南側の流れについては、observationも、simulationも同様の結果を示している。特に、 25°N 、 100°E 付近の上昇流のpeakは、明らかに大気が山をのり越えていっていることを示している。このことは、地表風のうち、どの程度が山を乗り越えているかということを求めたMurakami (1981)の結果と比較してみても、simulationでは、山の風上側で流れが山に乗り上がっていることがわかる。全体として、下層の境界条件としての W_s は、observationと比べても良く再現されていると云える。そして、 1 cm/sec 程度の上昇流を与える程度に風が山を越えていても、balanceした状態を、モデルがとり得ることをこの結果

は示していると思われる（つまり、その程度の上昇流を与える程度には、流れは山を越して良いということである）。

次に、チベット高原上空の風の様子をみてることにする。 V_2 (4.5 km)、及び、 V_3 (7.5 km)の平均図を第5図(a),(b)に、 700 mb と 500 mb のobservationを第6図(a),(b)に示す。 V_2 では、山の高さが 3 km を越えるところ(図中の破線の内)では、 6 km と山の高さの中間のところで風が定義されているので、observationと比較する時に、若干の注意が必要である(第1図参照)。

これらの図を比較して分かることは、第1に 500 mb のobservationによっても分かるように、チベット高原の上では弱風域が形成されている(山の影響のはず、実際には、 300 mb にもその影響が及んでいる)にも拘わらず、simulationでは、このような効果が、 V_2 の山の下



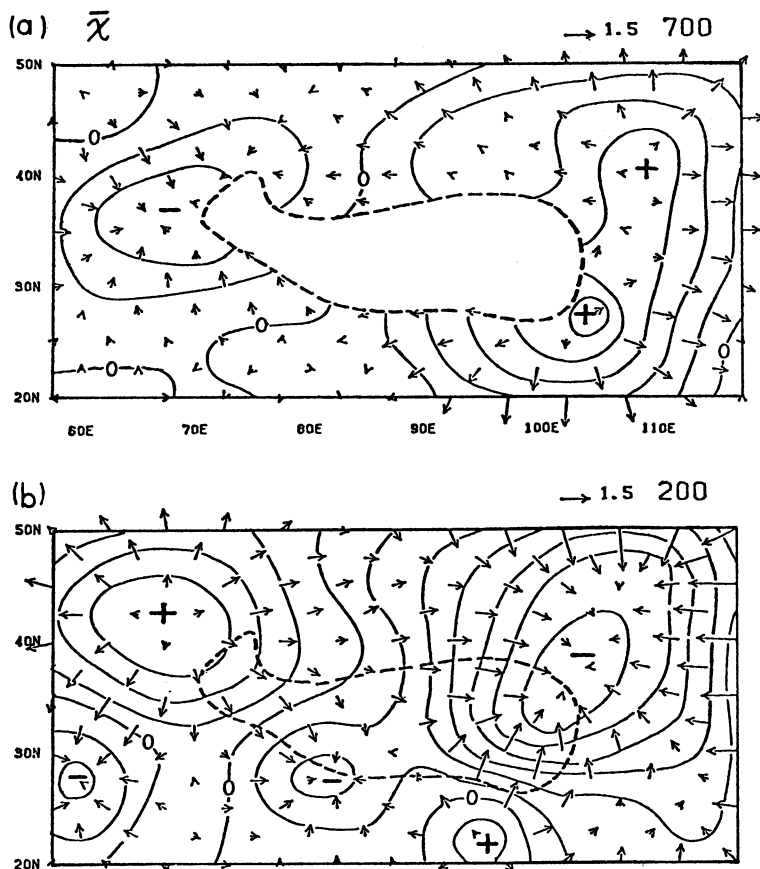
第9図 Simulation の divergence, (a)D2 (4.5km) と (b)D5 (13.5km).
 単位は、 10^{-6} 1/sec. 斜線域は収束域.

流域に限られ、他のところでは見あたらないことである。このことを定量的にみるために、Murakami (1981)と同様に、地衡風と実測風の比を計算したのが第1表に示してある。予期された様に、simulation では、下層から分散は大きいとはいえ、平均として地衡風になっていることが分かる。このことは、山の影響を、下層の境界条件として導入したにも拘わらず、モデルでは、その影響が上層にまで伝えられていないことを意味する。第2に、山の下流域での北からの寒気の南下が全く表現されず、むしろ、南からの暖気移流となっていることである。それと対応して、 25°N , 110°E から形成される subtropical jet が simulation には、全くみられないこと

である。結果として、jet core は山岳の西側に移り、山の東側は減速域となっている。この傾向は、上層にゆくほど顕著で、V4 (10.5km), V5 (13.5km) と 300mb, 200 mb の平均図を比較してみると良く分かる (第7図及び第8図参照のこと)。

このような平均流から計算された水平発散が、第9図に示してある*。そして、これに対する観測値が第10図に示してある。山の風上側 (北西側) では、観測と

* D2 では、太破線で示した山岳の上では、風の定義面高度が異なるが、簡単にするため、この点を無視してあるので、太破線の中の値については注意が必要である。



第10図 observation の velocity potential, (a) 700mb と (b) 200mb. 矢印は, divergent wind (m/s) である (Murakami, 1980).

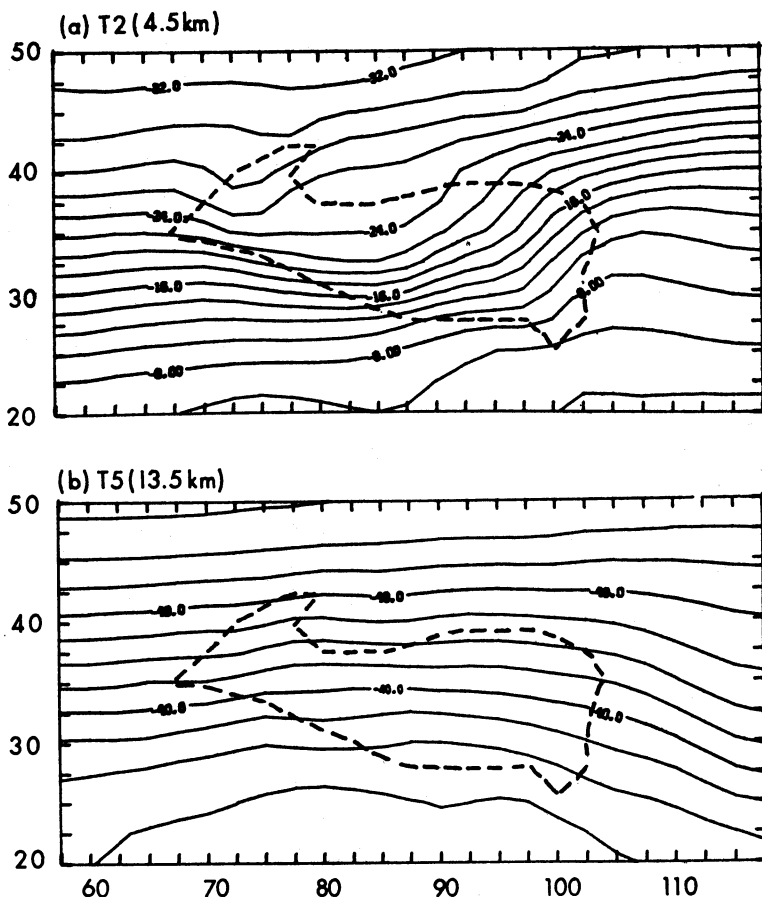
simulation との対応は, 悪くはないが, 風下側では, 観測値で, 上層で収束, 下層で発散であるに対し, simulation では, 下層で収束, 上層で発散というように正反対の循環になっている.

同様な不一致は, 温度場にも顕著にみられる. 即ち, T2 (4.5km) では, 山の風下側で暖気の北上があり, 山の中央部で寒気の南下が起きている (但し, T2 の level も山の高さが 3 km 以上の時は, 4.5 km よりも高い level で定義されているので, 注意が必要である. しかしながら, この点を考慮しても, 前述した特徴は変わらないものと思われる). 一方, T5 (13.5km) では, 山の後面で寒気が南下し, 山の中央部で暖気が北上している (第11図). この温度場も, observation とは正反

対とあって良い (第12図).

これと関連して, transient eddy heat flux が, 第13図に示してある. 観測値との比較のために, transient heat flux は, 垂直に積分してある*. simulation の eddy flux は, 観測値の 1/4 程度であるが, 基本的な点, つまり, ヒマラヤを横切って熱は輸送されず, ヒマラヤの山上側 (60°E, 45°N) 付近と, 後面で eddy flux が大きいという特徴は出しているように思われる. しかしながら, flux の大きな場所は, 山の風下側では10°程

* Flux = $\int_{h_m}^{h_o} \bar{\rho} \cdot \overline{V'T'} dz$, ここに $\bar{\rho}$ は平均密度, V' , T' は平均からの偏差, h_m は地表面高度, h_o は, top の高さ (18km) である.



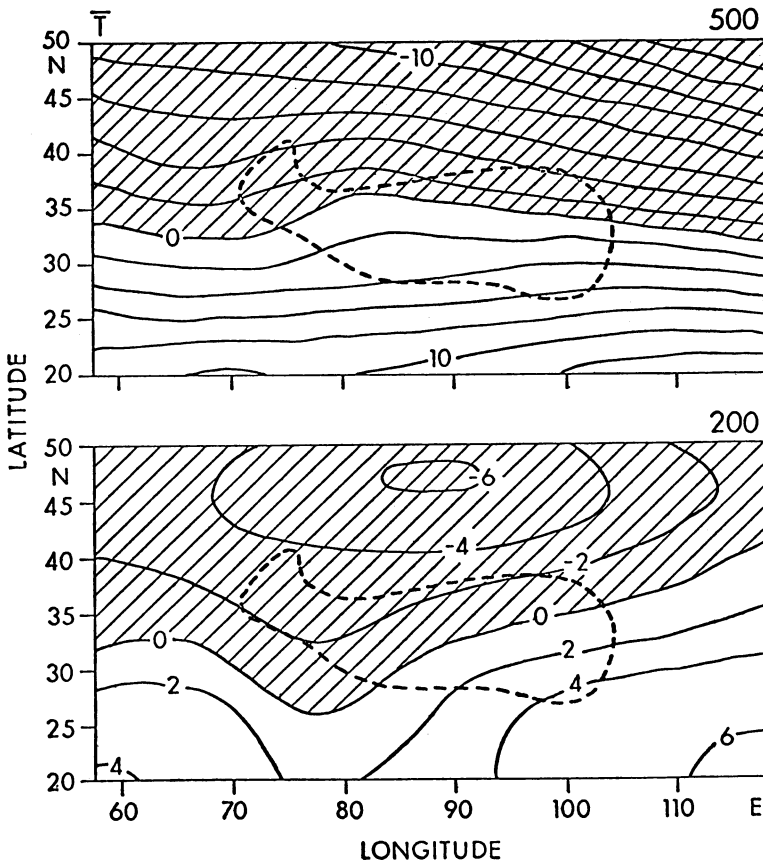
第11図 (a) Simulation の T2 (°C), (b)同, T5 (°C).

度北へずれるなど大きな差異も目立つ。

このように、全ての物理量が、山の周囲で観測と consistently に正反対なのは、そこには何らかの理由が存在していることを暗示しているように思われる。それでは、何故にこのような差異が生ずるのであろうか？この質問に答えるためには、モデルの内部の種々の process に対する sensitivity を調べてゆく必要がある。実際、NCAR のモデルでは、中央差分に伴う 2-grid noise の filter のために、diffusion を用いており、これが transient disturbance の発達を抑えているという側面があり、この transient disturbance の弱さが、原因の1つであるかもしれない。また、冬のアジア大陸では、シベリア高気圧の形成と、それからの寒気の吹き出しが特徴

的なものであるが、これらの process が正しく simulate 出来ていないところに、理由があるのかもしれない。或いは、低緯度の熱の与え方が、現実と異なっており、これらにより異なった循環系が形成されたのかもしれない。

とにかく、山での影響が、z-系で、下層の境界条件として入れただけでは、モデル大気に現実の大気と同様の流れを作り出し得なかったことは、山の効果を取り入れるのに最も適切と思われる z-系ですらこの程度という意味でも、非常に暗示的のように思われる。つまり、風の場でも容易に分かるように、山の影響が observation のように上層に伝わっていないということは、相対的に垂直の層が粗いモデルでは、下層の境界条件を上層に伝



第12図 Observation の平均気温 (領域平均からの偏差, °C) (上) 500mb, (下) 200mb.

えてゆくような、一種の secondary circulation のような process を考えることの重要性を示唆しているように思われる。

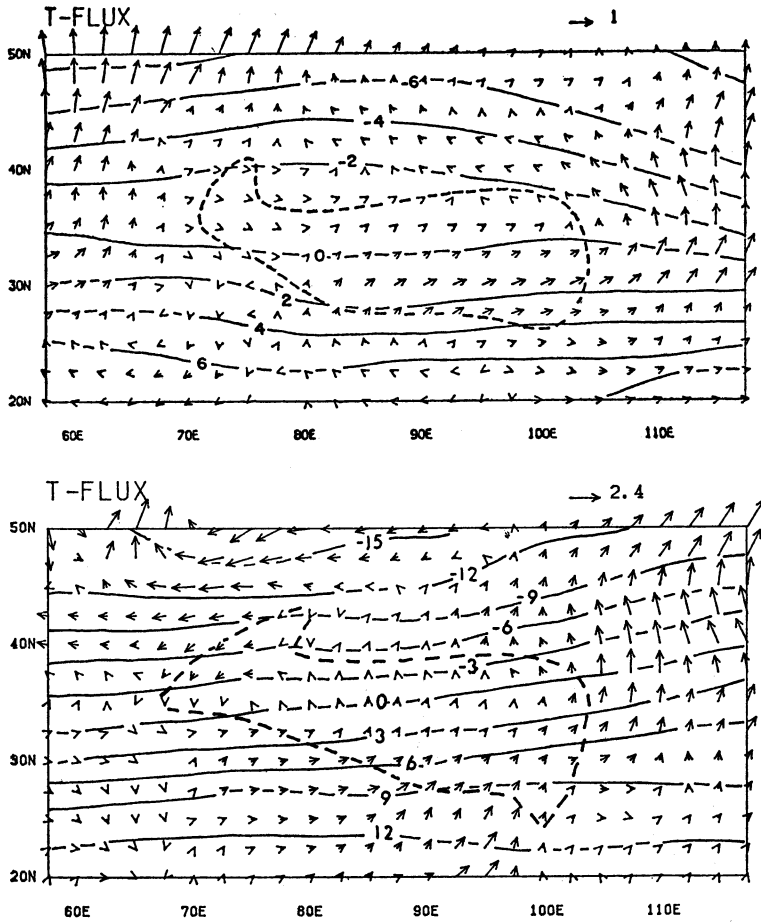
山の後面の昇温も、NCAR の simulation では、山の後面は上昇流であるから、南からの暖気移流により、引き起こされていると思われる。実際の気では、ヒマラヤの後面では、寒気の南下という形で、熱の極地方への輸送が行なわれているが、モデルでは、暖気の北上という形で実現されていることになる。このことは同時に、エネルギー的には、熱の極地方への輸送が要請されているとしても、local には、暖気が北上するのか、寒気が南下するのかという自由度があり、この2つの自由度

の中の1つを決める parameter を、(或いは process を) 見つける必要があるように思われる。

4. 結論

simulation の結果を利用して、山の周囲での大気の流れを調べ、NMC の客観解析に基づく結果 (Murakami, 1981) と比較した。

この simulation の結果は、1月の平均の外力に対する NCAR のモデル大気への反応を示しているものと考えられる。z-系という地形など下層の境界条件を入れ易い座標系と、境界条件としては、定性的には、解析に基づく結果と良い一致を示しているにも拘わらず、simulation



第13図 Transient heat flux. (上) Observation, 単位は $10^4 \text{ mb} \cdot \text{deg} \text{ m/s}$. 実線は, 垂直積分した平均気温 ($10^3 \text{ mb} \cdot \text{deg}$), (下) Simulation, 単位は $10^3 \text{ mb} \cdot \text{deg} \cdot \text{m/s}$. 実線は垂直に密度で平均した気温 ($^{\circ}\text{C}$).

の結果は、気候値からも、解析に基づく結果からも大きくはずれた結果を示した。このような点から、この simulation の data を用いて、山の気中に及ぼす影響を調べてみても、どれだけの現実性があるのか疑うことも出来る。事実、如何に現実と異なるかを指摘して、simulation 全体を否定しようとする人もいる。しかしながら、単に現実と似たような結果を得るためだけならば、各種のパラメータを調節する (tuning) ことにより、相当程度迄、現実と似せることが出来る、というのが、simulation に従事している人達の反論であろう。実際、単に現実と合うだけでなく、物理的にみて合理的な素過程から作り上げられているモデルで現実と似た結果を得

ることが重要であろう。この意味からも、もし simulation の結果が現実をうまく表現していないのならば、その理由を分析し理解してゆくことが、我々の現実に対する理解を深める上でも、必要なことと思われる。

このような観点から、この simulation の結果をみてみると、山の下端の境界条件は、現実とそれほど大差なく与えられているにも拘わらず、その影響が、解析に基づく結果ほど上層に迄伝わっていないことが特徴である。それと同時に、山の後面での寒気の南下が充分表現されていないことがあげられる。

これらの欠点が、Murakami (1981) により指摘されたように、山の上の planetary 境界層をモデル化して

いないために生じたものか、或いは、山の効果を全体として表現するためには、3 km という垂直分解能では粗すぎるのか、それとも、差分スキームの問題なのか、又は、低緯度などでの heating の与え方が悪いのか、などの理由については、残念ながら、simulation の結果の解析だけからは明らかにすることが出来ない。これらの点は、数値実験を繰り返すことにより明らかにされることであろう。

謝 辞

NCAR への出張の際にいろいろと御世話下さった、NCAR の Dr. Akira Kasahara、及び、ハワイ大学の Prof. Takio Murakami の両先生に、又、筆者のハワイ大学への派遣を許可された気象庁に対し、心からの感謝の意を表します。

文 献

- Bauer, F., 1977: Adjustments of initial conditions required to suppress gravity oscillations in non-linear flows, *Beitrag zur Physik der Atmosphäre*, 50, 350-366.
- Browning, B., A. Kasahara and H.-O. Kreiss, 1980: Initialization of the primitive equations by the bounded derivative method, *J. Atmos. Sci.*, 37, 1424-1436.
- Daley, R., 1979: The application of non-linear normal mode initialization to an operational forecast model, *Atmosphere-Ocean*, 17, 97-124.
- Kasahara, A., 1979: Influence of orography on the atmospheric general circulation, chapter 1 of "Orographic Effects in Planetary Flows", a GARP publication edited by R. Hide and P.W. White.
- , 1980: Private communication.
- and Washington W.M., 1971: General circulation experiments with a six-layer NCAR model, including orography, cloudiness and surface temperature calculations, *J. Atmos. Sci.*, 28, 657-701.
- Kondo, H. and T. Nitta, 1979: A case study of the initialization of the meteorological fields including topography, *J. Met. Soc. Japan*, 57, 300-307.
- Leith, C., 1980: Non-linear normal mode initialization and quasi-geostrophic theory, *J. Atmos. Sci.*, 37, 958-968.
- Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with applications to non-linear normal mode initialization, *Beitrag zur Physik der Atmosphäre*, 50, 253-271.
- Masuda, Y., 1978: The 4-dimensional analysis incorporating dynamical effects of large-scale orography, GARP WGNE Report No. 18, 35-36.
- Murakami, T., 1981: Orographic influence of the Tibetan Plateau on the Asiatic winter circulation, Part I, Large-scale aspects, *J. Met. Soc. Japan*, 59, 40-65.
- Nakamura, H., 1978: Dynamical effects of mountains on the general circulation of the atmosphere, I. Development of finite-difference schemes suitable for incorporating mountains, *J. Met. Soc. Japan*, 56, 317-340.
- Phillips, N.A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting, *J. Met.* 14, 184-185.
- Sundquist, H., 1976: On vertical interpolation and truncation in connection with the use of sigma system models, *Atmosphere*, 14, 37-52.
- Washington, W.M. and D. L. Williamson, 1977: A description of the NCAR global circulation model, *Methods in computational physics*, 17, 111-172.
- and S.M. Daggupaty, 1975: Numerical simulation with the NCAR global circulation model of the mean conditions during the Asian-African summer monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 105-114.
- , 1976: Numerical simulation of the Asian-African Winter Monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1023-1028.